第 37 卷第 24 期 生 态 学 报 Vol.37,No.24
2017 年 12 月 ACTA ECOLOGICA SINICA Dec.,2017

DOI: 10.5846/stxb201610102039
白晓兰,魏加华,解宏伟.三江源区干湿变化特征及其影响.生态学报,2017,37(24):8397-8410.
Bai X L, Wei J H, Xie H W.Characteristics of wetness/dryness variation and their influences in the Three-River Headwaters region.Acta Ecologica Sinica, 2017,37(24):8397-8410.

三江源区干湿变化特征及其影响

白晓兰[1,3],魏加华[1,2,3,*],解宏伟[1,3]
1 青海大学 三江源生态与高原农牧业国家重点实验室,西宁 810016
2 清华大学 水沙科学与水利水电工程国家重点实验室,北京 100084
3 青海大学 水利电力学院,西宁 810016

摘要:受全球气候变化影响,过去的几十年里,位于青藏高原东部的三江源区气象、水文特征发生了显著变化。干湿状况反映了区域水分和气候特征,研究气候变暖背景下的干湿变化特征,对揭示区域环境对气候变化的响应以及水文-生态演变问题有重要价值。利用近 58 a 的水文气象数据,采用霍尔德里奇(Holdridge)潜在蒸散率(Potential Evapotranspiration Rate, PER)代表干燥度,用累计距平、Pettitt 突变点检测及逆距离加权法研究基于 PER 的三江源区干湿变化特征和分布,探讨气候变化背景下各气象要素变化对干湿变化带来的可能影响。结果表明:(1)时间序列上,三江源区整体 PER 值表现出上升趋势($P<0.05$),且在 1997 年发生突变($P<0.1$),干旱化有增加趋势;(2)空间分布上,PER 呈现自东南向西北递增的变化格局,大部分站点的 PER 增加趋势显著;(3)通过相关性分析,PER 与降水及相对湿度呈显著地负相关,与气温和日照显著正相关;气温是三江源暖干化的主要因素。

关键词:三江源;潜在蒸散率(PER);干湿变化;霍尔德里奇生命地带模型

Characteristics of wetness/dryness variation and their influences in the Three-River Headwaters region

BAI Xiaolan[1,3], WEI Jiahua[1,2,3,*], XIE Hongwei[1,3]
1 *State Key Laboratory of Plateau Ecology and Agriculture, Qinghai University, Xining* 810016, *China*
2 *State Key Laboratory of Hydroscience and Engineering, Tsinghua University, Beijing* 100084, *China*
3 *School of Hydraulic and Electric Engineering, Qinghai University, Xining* 810016, *China*

Abstract: During the past few decades, significant climatic and hydrologic changes have occurred across the Qinghai-Tibet Plateau (QTP) due to global climate change. The characteristics of wetness and dryness can reflect changes in moisture and climate, and studying these from the perspective of climate change are important for revealing the response of the regional environment to climate change and to the problems of ecohydrological evolution. Wetness/dryness variations and spatiotemporal characteristics of the potential evapotranspiration rate (PER) in the Three-River Headwaters region (TRH) were analyzed using the Holdridge life zone model based on daily hydrological and meteorological data for the period 1957—2014. The Pettitt test, accumulated anomaly, and linear trend were used to detect the change point and long-term variation trend of PER and other factors during the period, respectively. Inverse distance weighting (IDW) was used to analyze the spatial distribution and change characteristics of PER, and a regression analysis was used to estimate the contribution rates of the meteorological factors to the change in PER. We then discussed the variations in meteorological elements that influenced wetness and dryness from the perspective of climate change. The results of these analyses are as follows: (1)

基金项目:国家自然科学基金项目(51459003, 51541907);水利部公益性行业科研专项经费项目(201501028);国家电网公司科技项目(52283014000T)

收稿日期:2016-10-10; **网络出版日期**:2017-08-15

* 通讯作者 Corresponding author.E-mail: weijiahua@ tsinghua.edu.cn

Temporally, the PER of the TRH region significantly increased ($P < 0.05$), and the change point was found to occur in 1997 ($P < 0.1$). The PER exhibited a relatively slow decline during 1957—1997 and then rose in the 1970s—1980s. Finally, a drying trend intensified after 1998. (2) Spatially, the mean annual PER decreased southeast-to-northwest, and the annual PER recorded at most stations increased, while the growth rates in the north and southwest were relatively slow. (3) The PER were correlated positively with precipitation and relative humidity, correlated negatively with air temperature and sunlight. Among the influences mentioned above, temperature was the main natural factor that influences the wetness/dryness changes. According to the results of an attribution analysis, PER was primarily influenced by air temperature and wind speed, which had contribution rates of 48% and 42%, respectively, but the contribution of wind speed was not significant. Thus, it was concluded that rising temperature was the main factor related to warming and drying in the TRH region during 1957—2014. This study suggests that the Holdridge life zone model can be utilized to evaluate the characteristics of wetness and dryness in the TRH region. An analysis of warming and drying impacts on the hydrological and ecological environment showed that ecological problems caused by drying, such as soil water-thermal characteristics and hydrologic regime changes, vegetation degradation, wetland shrinkage and loss of biodiversity amongst others, are intensified. To slow down the effects of drought, a series of protection measures should be carried out, for instance, reducing human intervention, increasing pastures, assigning importance to the protection of biodiversity, modifying the weather in suitable areas, and filling reservoirs to protect water sources.

Key Words: Three-River Headwaters; potential evapotranspiration rate (PER); dryness/wetness variation; Holdridge life zone model

全球气温显著增加[1],位于青藏高原腹地的三江源区对气候变化敏感,气温增速明显高于世界其他区域[2-4],且未来还可能持续升温[5]。干湿状况反映区域的水分平衡和气候特征,研究其对气候变暖的响应十分重要。三江源是中国海拔最高的天然湿地和生物多样性分布区,为生态文明建设的重点区域,具有水源涵养与调节、保障源头生态安全等功能,研究三江源区干湿变化规律特征,对水资源科学管理和三江源生态保护具有指导意义。

干燥度指数(Aridity index, AI)是表征一个地区干湿程度的指数[6]。潜在蒸散(Potential Evapotranspiration, PE)是水分循环的重要组成,也是导致干旱半干旱地区水分亏缺的重要因子,因此,常用潜在蒸散(也称可能蒸散)代表干燥度指数,评价区域干湿状况。国内外学者提出了多种干燥度计算方法,大致可分两类:(1)建立降水和气温的经验关系。如 Selianinov 干燥度[6]、deMartonne 干燥度[7],这些方法在我国气候和干湿变化研究中均取得了较好的效果[8-10]。(2)计算潜在蒸散(PE),以降水与潜在蒸散的关系代表干燥度。如国际上广泛采用的 Penman 法[11], Thornthwaite 法[12]、Holdridge 潜在蒸散率法(Potential Evapotranspiration Rate, PER)[13]等。Thornthwaite 法广泛应用于气候分类和植被-气候关系、干湿变化的研究[14]。Holdridge 潜在蒸散率法,又称 Holdridge 生命地带分类系统[15],美国植物生态学家 Holdridge 研究发现,某一区域的植被在特定气候条件下可根据其综合外貌的简单分类或更详细的个体及群体所构成的生命形式来划分,其分类单位称"生命地带"。

上述方法各有优劣和适用范围,孟猛等[6]分析了多种方法的特点,认为利用谢良尼诺夫、deMartonne 和 Holdridge 等方法,可以分析过去 50 a 里我国干湿气候的波动,特别是北方地区干湿变化。Penman 法虽然得到广泛应用[16-18],但所需气候指标较多,在高原高寒冻土分布广、资料稀缺的三江源区适用性受限。张新时[19]将 Holdridge 潜在蒸散率模型引入我国时,对模型作了适当修正,考虑了植被等因素影响,增加了青藏高原的植被模型和干旱分级。修正后的方法综合考虑气温、降水等对干湿变化的影响,符合三江源区主要因降水少、气温升高导致常年干燥的实际情况,且有明确的物理和生态学意义。李铁冰等[20]、汪治桂等[21]利用 Holdridge 潜在蒸散率分析了江河源区及局部区域干湿变化及影响因子,进一步验证了该方法的适用性。但已有研究很少综合考虑多个因子的影响,且数据样本时段较短,研究区域范围较小。本文利用三江源区

1957 年以来的水文气象等数据,采用 Holdridge 潜在蒸散率(PER)代表干燥度,用累计距平、Pettitt 突变点检测及逆距离加权法分析三江源区干湿变化特征,探讨干湿变化对气象因子的响应,以揭示区域环境对气候变化的响应规律,为三江源区生态综合治理对策研究提供支撑。

1　研究区概况

三江源区是长江、黄河和澜沧江的源头汇水区,是我国重要的水源涵养地。根据《青海三江源生态保护和建设二期工程规划》,保护区总面积约 39.5 万 km^2,包括玉树藏族自治州、果洛藏族自治州、海南藏族自治州、黄南藏族自治州全部行政区域的 21 个县和格尔木市的唐古拉山镇,共 158 个乡镇。地理位置为 31.39°—36.56°N,89.45°—102.23°E。平均海拔 4000 m 以上。近 15 a 的年平均降水量 404 mm,降雨年际变化较大,主要集中在 6—8 月。三江源区具有典型高原大陆型气候特征,年平均气温在-5.4—7.5℃之间,近 58 a 该区的年日照时数在 2300—2900 h 之间。三江源地理位置、主要河流及气象站点分布如图 1 所示。

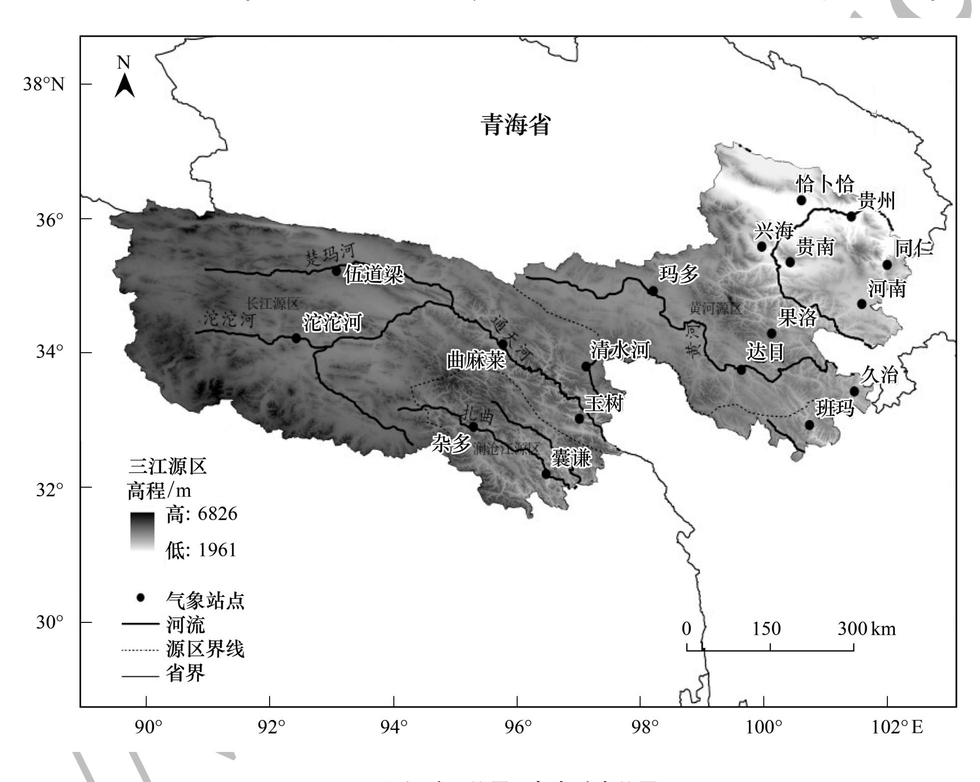


图 1　三江源地理位置及气象站点位置图

Fig.1　Distribution diagram of location and meteorological stations in the TRH

2　数据与方法

2.1　数据来源

本研究实测降水数据来自中国国家气象数据服务网提供的国家气象站的日气象数据(表 1)。为保持数据的连续性和一致性,剔除了存在站点迁址的治多站。鉴于各站点的数据起始时间不同,且个别站点存在缺测漏测的情况,本文采用连续性、一致性好的 18 个站点 1957—2014 年的实测数据进行分析,个别月份缺失的数据采用相邻或经纬度相近的站点数据进行插补。

2.2　研究方法

2.2.1　Holdridge 潜在蒸散率(PER)

本文采用 Holdridge 潜在蒸散率(PER)代表干燥度。该方法确定年生物温度(ABT)、年降水量(P)与潜在蒸散率(PER)3 个气候指标为主要参数,参数意义如下:

表 1 三江源国家气象站站点经纬度、海拔要素表

Table 1 Latitude and longitude, altitude in the TRH

区站号 Station number	名称 Station name	纬度(°N) Latitude	经度(°E) Longitude	海拔 Elevation/(0.1m)	年降水量 Annual precipitation/mm	年平均气温 Mean annual temperatures/℃	年日照时数 Annual sunshine duration/h
52856	恰卜恰	36.27	100.62	28350	318.4	4.1	2938
52868	贵州	36.03	101.43	22371	254.8	7.5	2862
52908	伍道梁	35.22	93.08	46122	290.3	-5.2	2783
52943	兴海	35.58	99.98	33232	365.9	1.4	2721
52955	贵南	36.03	101.43	31502	413.4	2.3	2711
52974	同仁	35.52	102.02	24914	413.8	5.8	2543
56004	沱沱河	34.22	92.43	45331	291.8	-3.9	2886
56018	杂多	32.90	95.30	40664	532.1	0.7	2431
56021	曲麻莱	34.13	95.78	41750	415.3	-2.0	2677
56029	玉树	33.02	97.02	36812	488.7	3.4	2476
56033	玛多	34.92	98.22	42723	322.5	-3.6	2806
56034	清水河	33.80	97.13	44154	517.9	-4.5	2472
56043	果洛	34.47	100.25	37190	513.8	-0.3	2572
56046	达日	33.75	99.65	39675	552.2	-0.8	2450
56065	河南	34.73	101.60	34141	580.0	0.4	2849
56067	久治	33.43	101.48	36285	744.3	0.7	2312
56125	囊谦	32.20	96.48	36437	534.4	4.3	2573
56151	班玛	32.93	100.75	37500	652.5	2.5	2325

(1)Holdridge 方法以生物温度(BT)作为热量指标。认为,0℃是植物生长的主要界线温度,因此将一年内大于0℃积温的日平均值作为生物温度。规定小于0℃按0℃计,大于30℃按30℃计。ABT 代表年生物温度。

(2)潜在蒸散率(PER)是潜在蒸散(*PE*)与温度的函数。Holdridge 通过总结世界大量气象台站及相应生态类型,研究潜在蒸散(PE)与生物温度(BT)关系后,发现二者存在比例关系,即潜在蒸散率(PER)是潜在蒸散(*PE*)与年降水量(*P*)的比值。

本文采用张新时[19]修正的模型计算:

$$\mathrm{PER} = PE/P \tag{1}$$

式中,PE 为潜在蒸散量,P 为年降水量;PE 由式(2)计算:

$$PE = 58.93 \times \mathrm{ABT} \tag{2}$$

式中,ABT 为年生物温度,由式(3)确定:

$$\mathrm{ABT} = 1/365 \times \sum_{i=1}^{365} t_i \quad \mathrm{ABT} = 1/12 \times \sum_{j=1}^{12} t_j \tag{3}$$

式中,t_i为日均温(0℃≤t_i≤30℃,i 为日,i=1,2,…,365);t_j为月均温(0℃≤t_j≤30℃,j 为月,j=1,2,…,12)。计算时,日均温 t_i与月均温 t_j低于0℃计作0℃,高于30℃计作30℃。用潜在蒸散率 PER 值代表的干湿程度(表 2),为 8 级[13]。从计算过程可知,用日均温计算的精度要高于用月均温的计算,结合掌握的日均温气象资料,本文采用日均温,即:

$$\mathrm{PER} = 58.93 \times \sum_{1}^{365} t_i / P \tag{4}$$

表 2　潜在蒸散率 PER 代表的干湿状况划分标准

Table 2　Criteria for the classification dry and wet conditions represented of PER

PER 值 PER value	等级 Grade	PER 值 PER value	等级 Grade
0.125—0.25	超湿润区	2.00—4.00	半干旱区
0.25—0.50	极湿润区	4.00—8.00	干旱区
0.50—1.00	湿润区	8.00—16.00	极干旱区
1.00—2.00	半湿润区	16.00—32.00	超干旱区

2.2.2　累计距平趋势检验

累计距平是一种由曲线直观判断趋势的方法,对于序列 x,某一时刻 t 的累计距平表示为:

$$x_t = \sum_{i=1}^{t} (x_i - \bar{x}) \qquad t=1,2,\cdots,n \tag{5}$$

其中,$\bar{x}$ 是序列平均值,将 n 个时刻的累计平均值全部算出,即可绘出累计距平曲线。

2.2.3　Pettitt 突变点检验

Pettitt 突变点检验是一种基于非参数序列的检验,用于突变点的识别[22]。统计参数 $K_t(t=2,3,\cdots,n)$ 由式(6)给出:

$$K_t = \sum_{i=1}^{t}\sum_{j=t+1}^{n} \mathrm{sgn}(x_i - x_j) = K_{t-1} + \sum_{j=1}^{n} \mathrm{sgn}(x_t - x_j) \tag{6}$$

其中,sgn 为秩序列,是第 i 时刻数值大于或小于 j 时刻数值个数的累计数;若 $x_i-x_j>0$,则 $\mathrm{sgn}(x_i-x_j)=1$;$x_i-x_j=0$,则 $\mathrm{sgn}(x_i-x_j)=0$;$x_i-x_j<0$,则 $\mathrm{sgn}(x_i-x_j)=-1$;可能发生突变的点 T 应满足 $K_T=\mathrm{Max}|K_t|(1\leqslant t<n)$,且 K_T 和 P 显著相关,表达如下:

$$P = 2\exp[-6K_T^{\ 2}/(n^3 + n^2)] \tag{7}$$

式中,若 $P\leqslant 0.5$,则认为 T 点为检测的变异点,在统计学意义上显著。

2.2.4　逆距离加权法(IDW)

为计算因子的空间分布,常用的空间内插方法有泰森多边形法、逆距离加权法(IDW)和克里金法。相对而言,IDW 方法比泰森插值更加精确和流畅[23]。考虑简易程度和内插气象变量的精确性,本文选择 IDW 方法进行因子空间化处理,该方法计算公式如下:

$$Z_p = \frac{\sum_{i=1}^{N} \frac{1}{D_i^{\beta}} Z_i}{\sum_{i=1}^{N} \frac{1}{D_i^{\beta}}} \tag{8}$$

式中,N 是气象站数量,Z_p 是目标点的值,Z_i 是第 i 个点的值,D_i 是第 i 个点到目标点 p 的距离,β 是 D_i 的指数,经过多年研究,将该指数赋值为 2,因此,逆距离权重法也称为逆距离平方法。

3　结果与分析

3.1　潜在蒸散率 PER 时间变化分析

3.1.1　PER 年际变化

利用泰森多边形法得到研究区 18 个气象站的权重,计算得到加权的年平均潜在蒸散率 PER 值,图 2 是三江源区 1957—2014 年 PER 的年际变化。从图中可以看出,三江源区多年 PER 值呈上升趋势(图 2),但并不显著。多年平均潜在蒸散率 5.58,其中最低值为 4.17(1976 年);最高值为 7.56(2000 年)。1957—1998 年间 PER 值在 4.17—6.54,整体处于干旱状态;1998 年后,PER 值在 4.93—7.56,有明显的增加。表明该区域 1998 年之后出现干旱增强态势。3 年、5 年滑动平均分析结果均呈现与上述相似的增加趋势(图 2),1990 年

前趋势较平缓,1990 年后呈明显的波动上升。

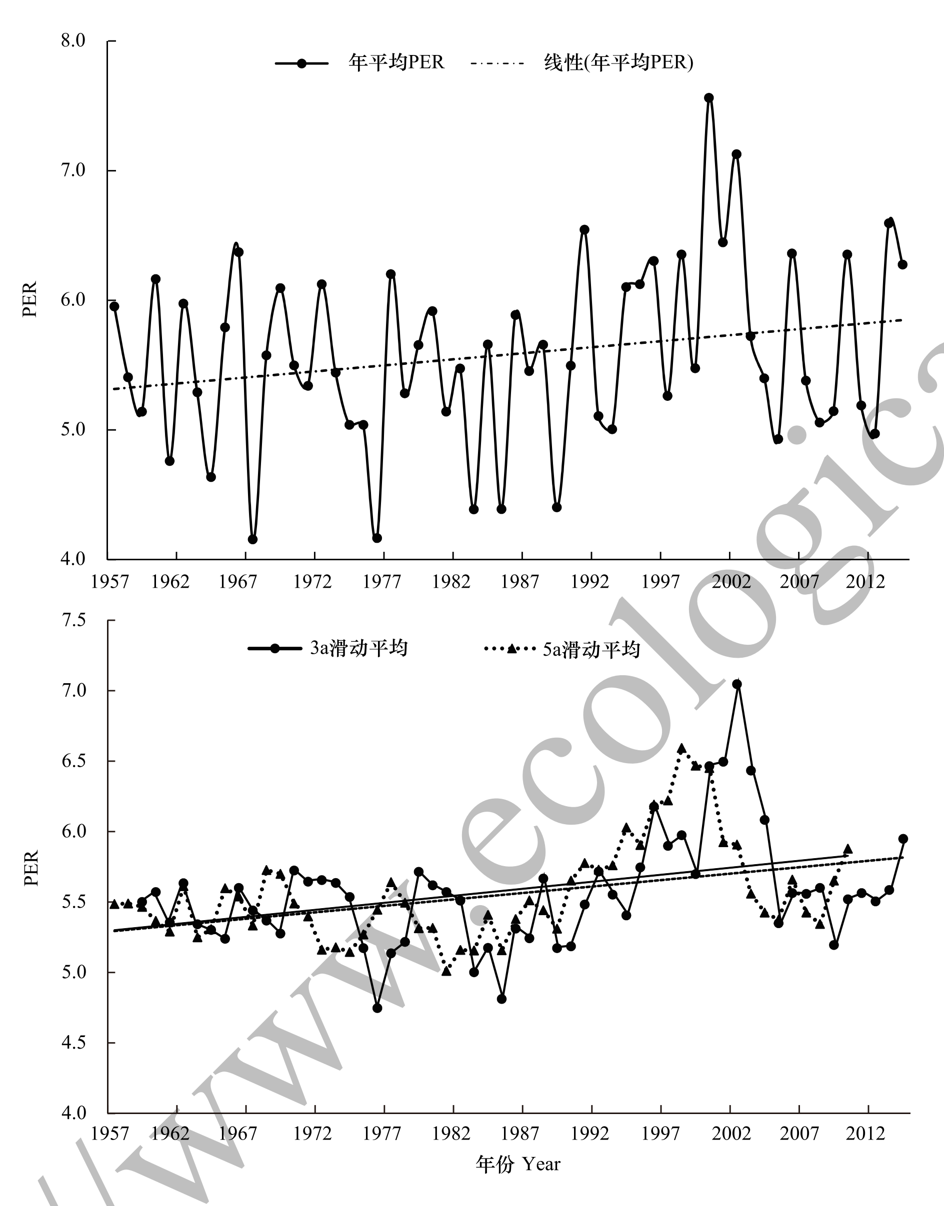


图 2 1957—2014 年潜在蒸散率的变化趋势及滑动平均检验

Fig.2 Trend test and Moving average change test of PER from 1957 to 2014

3.1.2 PER 趋势及突变点检验

为进一步分析三江源区干旱的变化趋势,采用累计距平法检验 PER 变化趋势,结果如图 3 所示。图 3 表明 58 a 来该区 PER 经历了一次显著的波动,1957—1993 年该区 PER 呈下降趋势,但 20 世纪 60 年代中期到 80 年代初期出现两次小幅波动,1966 年累计距平值突增并在 1967 年又回归到正常水平;1968—1976、1976—1983 年分别出现小幅波动,直到 1993 年达到极值。1993 年后 PER 增加趋势明显,到 2002 年后达到新的状态,上升趋势趋缓。

线性估计及累计距平尽管也能估测突变点的出现时段,但是它们更倾向于表现趋势变化,Pettitt 非参数检验法在排除自相关后,能更好的表现突变性。Box-Ljung 检验法是基于一系列滞后阶数,判断序列总体的相关性。该检验原假设总体的相关系数为零。用此方法检验了 PER 序列的自相关,结果表明(表 3),自相关系数都在置信区间(95%)内,没有超出阈值,并且所有的滞后项都不显著,证明 PER 序列不存在显著地自相关。

表 3　PER 序列的自相关检验

Table 3　Autocorrelation test of PER

延迟 Delay	自相关 Autocorrelation	标准错误 Standard error	Box-Ljung 统计 值 Box-Ljung statistics value	Box-Ljung 统计 显著性 Standard significance	延迟 Delay	自相关 Autocorrelation	标准错误 Standard error	Box-Ljung 统计 值 Box-Ljung statistics value	Box-Ljung 统计 显著性 Standard significance
1	-0.024	0.127	0.037	0.848	9	0.041	0.118	5.006	0.834
2	0.071	0.126	0.351	0.839	10	-0.060	0.117	5.271	0.872
3	0.086	0.125	0.827	0.843	11	-0.023	0.115	5.313	0.915
4	0.213	0.124	3.807	0.433	12	0.084	0.114	5.850	0.923
5	-0.087	0.122	4.316	0.505	13	-0.117	0.113	6.930	0.906
6	0.075	0.121	4.694	0.584	14	0.096	0.112	7.663	0.906
7	0.048	0.120	4.856	0.677	15	-0.014	0.111	7.680	0.936
8	0.021	0.119	4.886	0.770	16	0.010	0.109	7.689	0.958

Pettitt 突变点检验结果进一步表明(图 3),1957—2014 年该区 PER 值突变点发生在 1997 年,趋势变化中出现明显转折的点是 1998 年,两种分析呈现的结果接近。综合以上时间变化规律特征,说明三江源的干旱状况从 20 世纪 90 年代中后期开始加剧。有研究认为[24],三江源区在全球变暖背景下存在强烈的气候转型,20 世纪 80 年代末出现暖干化趋势。这也说明三江源区的干旱增强与气候变化密切相关。出现这种结果可能有两方面原因,一是 20 世纪 90 年代中后期的厄尔尼诺导致气候变化异常,引起三江源区 PER 的突变;二是受全球气候变化的影响,20 世纪 90 年代后期全球气温升高,导致蒸散发增加。刘蕊蕊等[25]也认为三江源的干旱突变与厄尔尼诺现象发生的时间基本相近。三江源区由亚洲季风气候主导,该气候系统变化复杂,且容易受到大范围天气模式的影响,例如厄尔尼诺南方涛动(ENSO)和北大西洋振荡[26]。一般,使气候变暖的厄尔尼诺事件削弱了印度夏季季风[27],导致降水比平时少,地表水分减少。

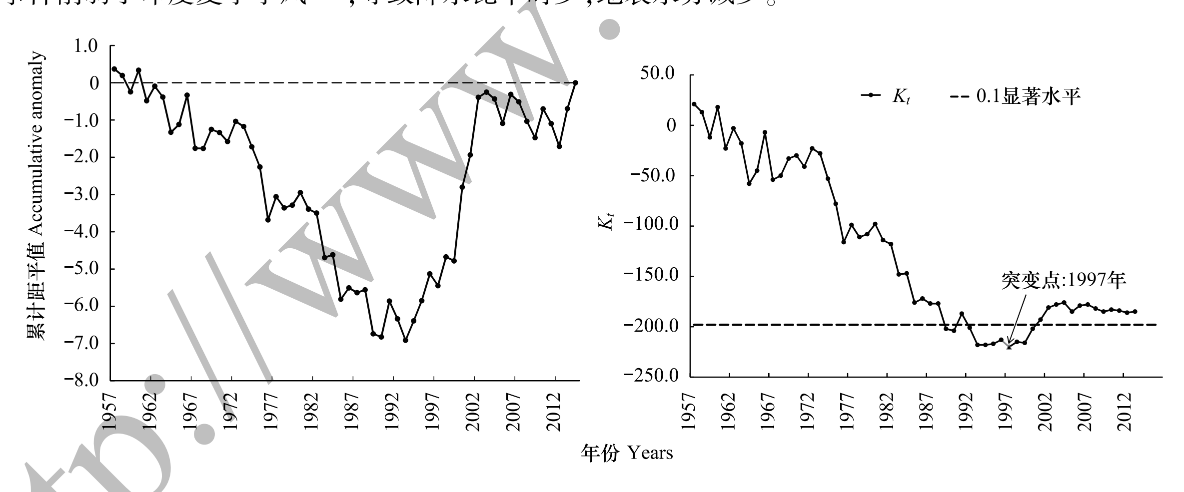


图 3　1957—2014 年潜在蒸散率的趋势检验和突变点检验

Fig.3　Trend test and mutation point test of PER from 1957 to 2014

3.2　PER 空间变化特征

采用 IDW 分析三江源区 PER 的空间分布,结果如图 4 所示。三江源区多年平均 PER 整体上自东南向西北递减。三江源东北部的贵州、同仁 PER 值较高(图 4),贵州站 PER 均值为 20.8,同仁为 10.7,表明这些地区为干旱到超干旱;到西南、东南部,PER 值逐渐减小,兴海、贵南以及南部的囊谦和玉树地区 PER 均值为 6—8,干湿等级为干旱;而东北部的恰卜恰、东南部的久治、班玛、西北部的伍道梁及三江源大部分地区 PER 值为 1—4,处于半干旱半湿润区。

各站 58 a 来 PER 值的变化速率表明:河南(-0.09/10a)和贵南(-0.03/10a)没有表现出显著的变化趋势

(显著性水平 $P<0.1$),其他 16 个站点均呈现上升趋势,其中三江源中部的玉树(0.22/10a,$P<0.05$)、东南部的班玛(0.25/10a,$P<0.0.05$)和同仁(0.30/10a,$P<0.05$)增长速率最高,上升趋势明显。

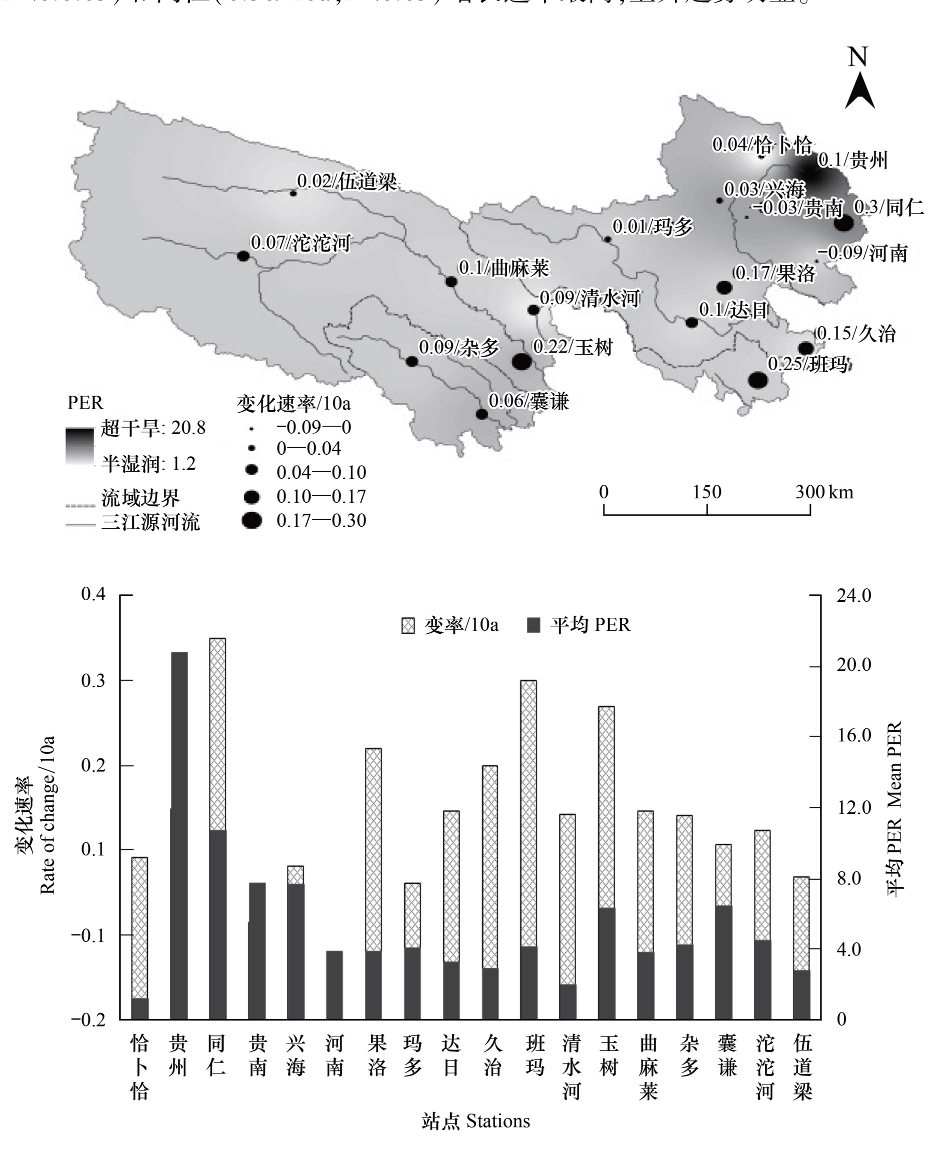


图 4 1957—2014 年三江源区潜在蒸散率 PER 的空间变化

Fig.4 Spatial variations of PER in the TRH from 1957 to 2014

综合分析,三江源区干湿变化表现为东南部干旱程度逐渐加剧,东北部干旱有所缓和,西北部及西南部地区增长速率较小,干旱加剧相对缓慢。三江源干湿空间差异还与海拔和地理位置密切相关,特别是以巴颜喀拉山为界,东部较湿润、西部干旱。Shi 等[28]研究认为,三江源区,海拔 3800 m 以下,降水随海拔升高而增加,3800 m 以上,降水随海拔升高而减少。

3.3 PER 对气候变化的响应

3.3.1 气象因子时空变化特征

研究三江源区干湿状况对气象因子的响应,需揭示气象因子的时空变化规律。图 5 是采用 IDW 插值得到 58 a 来气象因子均值的空间分布。降水是主要的水分来源。三江源区多年平均年降水量自东南向西北递减,与 PER 值空间分布正好相反(图 4 和图 5)。三江源平均年降水量 456 mm,东部边缘的久治、班玛年降水量最高,年降水量600—800之间,PER在2.5—4.1范围,干旱程度最弱,属半湿润区;贵州、同仁、沱沱河地区

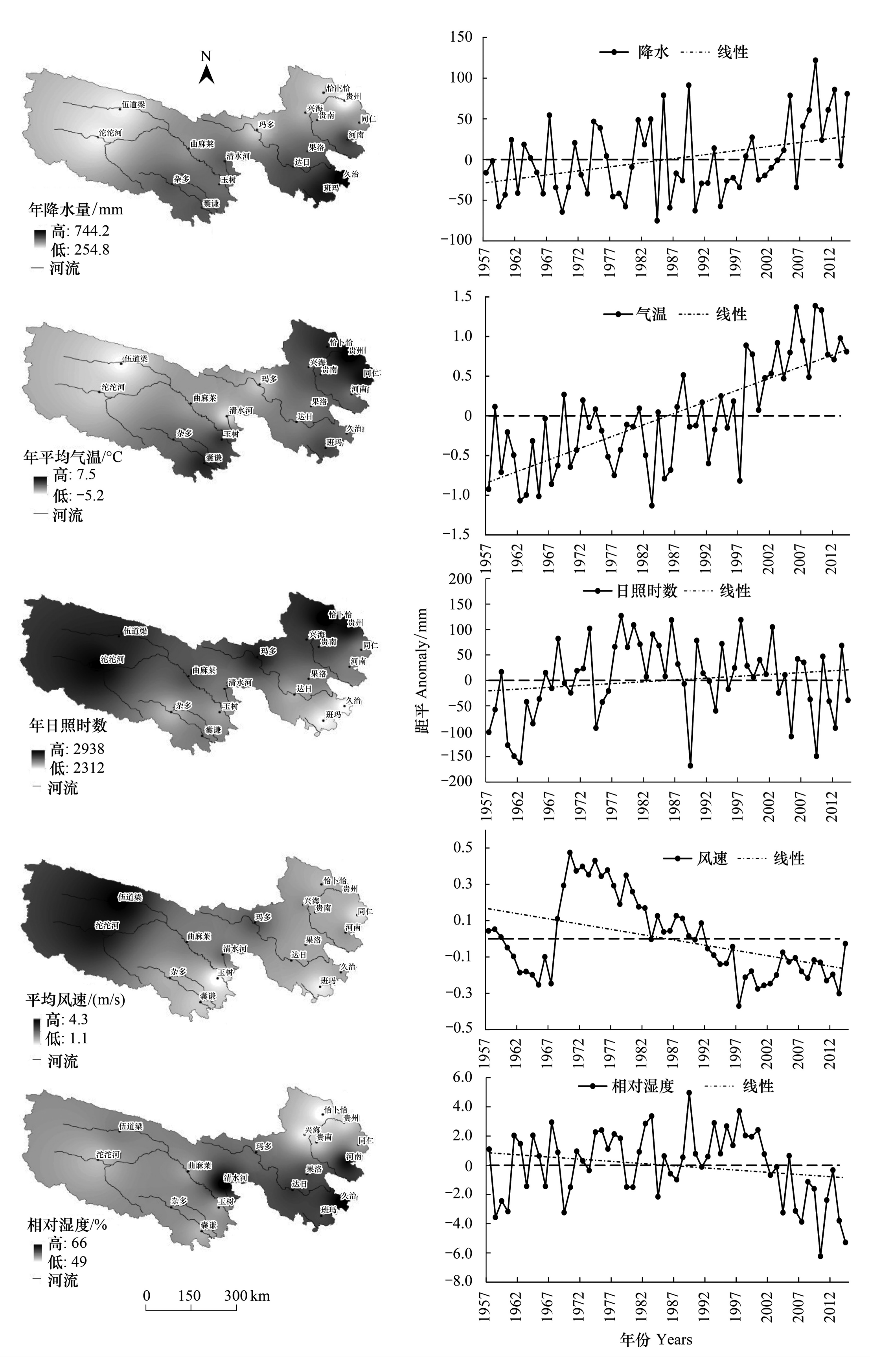


图 5　1957—2014 年三江源区降水量、气温、日照时数、风速、相对湿度的时空变化

Fig.5　Change of time and space of precipitation, air temperature, sunshine duration, wind speed, relative humidity in the TRH from 1957 to 2014

降水量最小,处于 254—413 mm 之间,PER 值较高,贵州和同仁地区分别高达 20.8 和 10.7,干旱较严重。主要原因在于东南部山脉阻挡水汽输送,导致该区域西北部的降水减少[29],我国 400 mm 降水线正好自东北到西南穿过三江源[28]。过去 58 a,三江源的降水以 9.9 mm/10a(P<0.01)的速率增加,徐维新等[30]认为三江源大部分地区趋于干旱化,主要决定于降水量和相对湿度的变化,降水的增加一定程度上使 PER 减小。气候变化引起降水的巨大变化,多项研究指出三江源区的年降水量存在增加的趋势[31-32],认为 1990 年之后,三江源年降水量普遍呈现增加趋势[33],与本文的研究一致。

气候变暖引起的温度上升会导致大气水分需求的增加,从而影响蒸散发过程和大气环流状况,加剧干旱化[34-35]。三江源区平均气温分布(图 5)自东向西递减,年平均气温最高的为东西部的贵州、同仁地区,最高为 7.5℃;最低气温主要分布在西北部的伍道梁地区,为-5.2℃。因为西北部常年有冰川、积雪和多年冻土覆盖,使周围气温低于其他区域。三江源气温总体以 0.29℃/10a(P<0.01)的速率增加,气温和 PER 在空间上的分布基本一致。

三江源的日照时数(图 5)由东南向西北递增,与 PER 的空间也基本一致。三江源多年平均年日照时数 2588 h,其中恰卜恰、沱沱河等站点日照时数最高,分别为 2938 h 和 2885 h,全年日照天数在 240 d 左右,南部地区日照时数最短。日照时数对 PER 的影响主要表现在促进植被、水面及地面的蒸散发,导致水分减少,加速干旱化。日照时数随着海拔升高增加,因为随海拔升高大气层薄,空气密度、水汽和气溶胶较少,这也是西北部高海拔区 PER 较高的原因之一[36]。

风速对蒸散发的变化有显著地影响[37]。三江源区 1957—2014 年平均相对湿度和平均风速的变化如图 5 所示。风速自东南向西北递增,西北地区的沱沱河、伍道梁站风速最高,平均风速达 4.3 m/s,东南地区雨量比较丰富的地区风速较低,在 1—2.3 m/s 范围内,整个高原上风速一般随着海拔升高而增加;根据每日 8 时和 20 时数据统计计算的日平均相对湿度,空间分布上与降水大体一致,自东南向西北递减,雨量高的东南地区平均相对湿度达 66%(久治、班玛),西北部相对湿度偏低,在 50%左右。区别于其他因子,三江源区的风速和相对湿度以 0.05 m s^{-1} $10a^{-1}$(P<0.01)和 0.3%/10a(P<0.1)的速率减小。实际上,风速快加速水汽输送,也会使降水增加。然而三江源区域,风速逐渐减小,风速的减弱有助于减小 PER,但相对湿度的减弱却起着相反的作用。

3.3.2 PER 与气象变量的相关性

以三江源 58 a 的降水量、气温、日照时数、相对湿度、风速 5 个气象因子为三江源区 PER 的主要影响因素,进行 Spearman 相关性分析,并通过双侧显著性检验,结果如表 4 所示。其中 PER 和气温、日照时数的相关性在 0.01 水平上显著,相关系数为 0.334 和 0.348,呈正相关,表明气温和日照时数的增加均使 PER 增大。而降水量和相对湿度在 0.01 显著性水平上,与 PER 呈负相关,且与降水的负相关性较高,为-0.523。二者的增大使三江源区 PER 减弱。结果显示风速与 PER 并没有显著相关,可能是由于近年三江源区风速变化十分弱小,对 PER 未产生较大影响。

表 4 PER 与各因子间的 Spearman 相关分析

Table 4 Spearman correlation analysis between climate factors and PER

Spearman 相关分析 Spearman correlation analysis		气温 Air temperature	日照时数 Sunshine duration	降水量 Precipitation	相对湿度 Relative humidity	风速 Wind velocity
PER	相关系数	0.334**	0.348**	-0.523**	-0.321**	-0.143
	显著性(双侧检验)	0.011	0.007	0.0002	0.014	0.285
	N	58	58	58	58	58

* 相关性在 0.05 水平上显著; ** 相关性在 0.01 水平上显著

为克服 Spearman 多元相关分析有时并不能真实的反映变量间的相关性,本文分析了 PER 与各影响因子的偏相关性,结果见表 5。气温作为控制变量时,PER 与降水呈显著负相关(P<0.01),与日照时数显著正相关(P<0.01),而与风速和相对湿度相关性不显著;以降水作为控制变量,PER 与气温显著正相关(P<0.01),

与相对湿度和风速呈显著负相关(P<0.05),相关系数在 0.3 左右;日照时数作控制变量时,PER 与气温显著正相关(P<0.01),与降水和相对湿度呈负相关,显著性水平分别为 0.01 和 0.05,与风速无显著关系。相对湿度控制下,PER 与降水量呈负相关,相关性较大(P<0.01),为 0.498,与日照时数在 0.05 显著水平上呈正相关,而与气温和风速无显著关系。风速不变时,PER 与气温和日照时数呈正相关,与降水和相对湿度负相关。

表 5　PER 与各因子偏相关性分析

Table 5　Partial correlation analysis between climate factors and PER

控制变量 Control variable	结果 Results	降水量 Precipitation	日照时数 Sunshine duration	相对湿度 Relative humidity	风速 Wind velocity	气温 Air temperature
气温 Air temperature	相关性	-0.659**	0.345**	-0.196	-0.089	—
	显著性	0.000	0.008	0.144	0.512	—
降水量 Precipitation	相关性	—	0.102	-0.330*	-0.305*	0.579
	显著性	—	0.451	0.012	0.021	0.000
日照时数 Sunshine duration	相关性	-0.411**	—	-0.312*	-0.223	0.363
	显著性	0.001	—	0.018	0.095	0.005
相对湿度 Relative humidity	相关性	-0.498**	0.304*	—	-0.167	0.217
	显著性	0.000	0.021	—	0.215	0.105
风速 Wind velocity	相关性	-0.543**	0.347**	-0.324*	—	0.308
	显著性	0.000	0.008	0.014	—	0.020

* 相关性在 0.05 水平上显著; ** 相关性在 0.01 水平上显著

采用回归分析法估算各因子对 PER 的贡献率(表 6),结果表明,气温和风速对 PER 的影响较大,贡献率分别为 48%和 42%,但风速的贡献不显著,认为三江源区 PER 的增大主要归因于气温的升高,但是近年来风速的减弱一定程度上减缓了这种趋势。降水量和日照时数的贡献率较小(P<0.01),相对湿度的贡献率为 2.3%,其他因素的贡献约占 7%,可能是人类活动或者异常气候所致。

表 6　各因子对 PER 的贡献率

Table 6　The contribution of factors acting on the PER

因子 Factor	气温 Air temperature	降水量 Precipitation	日照时数 Sunshine duration	相对湿度 Relative humidity	风速 Wind velocity	其他 Others
贡献率 Contribution rates	48%	0.9%	0.01%	2.3%	42%	6.97%
显著性 Significance	0.004	0.0006	0.0001	0.737	0.487	

综上,区域干湿变化对气象因子的响应较为复杂。三江源区 PER 主要受到气温、降水量和风速的影响,日照和湿度的影响整体上表现较弱。Zhang 等[38]认为风速全年主导三江源区潜在蒸散变化,尽管全球变暖导致潜在蒸散增加,可减小的风速和增加的日照,共同抵消升温的作用。但是该结论忽略了降水和相对湿度对潜在蒸散的影响,且近年来三江源风速变化并不显著,气温升高却导致整个水文过程发生不同程度变化。气温升高促进地表蒸散发,对降水和相对湿度也产生一定的影响,再结合三江源地区日照充足,风速较大等特征,导致三江源区干湿空间分布差异大、暖干化趋势显著。因此,本文认为三江源干暖化的主导因素是气温。

4　讨论

4.1　Holdridge 潜在蒸散率(PER)在三江源的适用性

本文用 Holdridge 潜在蒸散率法研究三江源区气候变化背景下的干湿变化,结果认为:三江源区气候趋于暖干化,趋势不断增强。许吟隆等[39]根据 IPCC 气候情景模拟三江源未来气候变化,认为尽管整体降水量增加,但夏季降水量的减少和气温的升高会加剧三江源地区气候变干的趋势;刘蕊蕊等[25]用 PDSI 指数分析三江源干旱特征,认为黄河源区显著变干的趋势对三江源变干影响较大。本文的研究认为三江源上东南部黄河

源区的变化趋势更为强烈,源区整体降水趋势虽然增强,但是气温上升和其他气象因子的变化共同影响源区气候趋向暖干化。空间分布上,潜在蒸散率与三江源区降水、气温、日照等对应关系好,能很好地体现各因子空间分布的差异对三江源干湿变化特征的影响。故 Holdridge 潜在率法应用于三江源区,在气候干湿特征研究上适用性较好。只是该方法并未考虑三江源上辐射、海拔等对干湿变化的影响,下一步研究,如将这些因素考虑在内,进行改进,该方法在气候变化研究方面将会有更好的表现。

4.2 气候暖干化对生态环境的影响

三江源气温升幅明显高于我国及全球大部分地区,进一步的暖干化必然对源区生态系统带来明显的影响,生态系统和气候变化两者的相互反馈作用将变的更为复杂。暖干化可能导致水源补给不足,减少地表径流,促进冻土消融,影响土壤水热过程,进一步改变植被覆盖度。李太兵等[40]研究发现三江源多年冻土区降水大部分冻结于土壤中或用于补充土壤水分亏缺;杨梅学等[41]发现土壤水热过程和冻土在季节转换中发挥重要的作用,认为浅层土壤水热变化对外界干扰十分敏感并对表层植被生长与演替具有重要作用。王俊峰[42]、刘光生等[43]认为增温产生的后果是表层土壤和植被蒸腾速率增加,加速地表干旱,浅层土壤融化使植被覆盖度降低;并加速寒区有机质的分解、降低土壤稳定性,促使高原气候进一步暖干化。蔡迪花等[44]认为气候暖干化是江河源区湿地萎缩的主要原因。王根绪等[45]研究发现青藏高原湿地面积萎缩达 10%以上,长江源区沼泽湿地退化最严重,湿地系统变化与区域气温显著升高有关,湿地退化也是径流持续递减的因素之一。此外,三江源上的物种多样性与其高寒植被、湿地等生态系统的稳定性密切相关,气候暖干化、植被覆盖的降低使适应高寒气候的物种减少甚至消失,降低物种多样性,严重威胁着区域经济发展和生态安全。

4.3 暖干化的应对措施

气候暖干化的加剧对生态系统带来复杂的影响,尤其是对气候变化十分敏感的江河源区。为应对日益严重的气候变化,需要从研究、保护、政策等方面采取应对措施。首先,结合卫星、遥感等先进的观测手段,加强对气候水文、生态、环境的监测和研究,掌握实时资料,及时应对异常变化。进一步完善源区生态环境保护机制,制定更合理的保护方案,例如可以通过适当的人工影响天气改善地表水分状况,缓解干旱。此外,还需结合政策措施,加强监管,减少温室气体的排放,禁止过度放牧,有效遏制危害生态环境的人类活动。

5 结论

采用 Holdridge 潜在蒸散率(PER)代表干燥度,利用近 58 a 的水文、气象数据,研究了基于 PER 的三江源区干湿变化特征和分布,探讨了气候变化背景下干湿变化对气象因子的响应和暖干化的主要原因。得出如下结论:

(1)时间上,三江源区 PER 近 58 a 来呈现整体增加的趋势,1957—1997 年出现较缓慢的下降,20 世纪 70 年代、80 年代出现短暂的回升,1997 年之后 PER 值出现异常突变,1998 年之后呈显著上升趋势。

(2)空间上,PER 值自东北部向西北、西南递减。最干旱的地区位于北部的贵州一带,也是三江源区气温和日照时数全年最高的区域,随气温和日照时数在空间上的递减,干湿程度逐渐过渡到半干旱半湿润状态。东南部干旱逐渐加剧,东北部变化不显著,西北部及西南部地区增长速率较小,干旱程度加剧相对缓慢。整体上,未来三江源区暖干化趋势明显。

(3)分析各气象因子与 PER 的相关性,发现 PER 与气温、日照时数呈显著正相关,与降水量、相对湿度显著负相关,且在各气象因子空间变化差异的影响下,PER 空间分布表现出规律性。通过归因分析,认为气温升高是三江源暖干化的主要原因。

(4)暖干化的加剧可能会进一步促使三江源区土壤水热变化、植被退化,湿地退缩,生物多样性遭到破坏等问题。为减缓三江源区干旱态势,因实施一系列生态保护措施,减少人类干预,增加退牧还林还草,重视生物多样性保护,在适宜区域可以开展人工影响天气,补水护源。

参考文献(References):

[1] 秦大河, 陈振林, 罗勇, 丁一汇, 戴晓苏, 任贾文, 翟盘茂, 张小曳, 赵宗慈, 张德二, 高学杰, 沈永平. 气候变化科学的最新认知. 气候变化研究进展, 2007, 3(2): 63-73.

[2] 胡芩, 姜大膀, 范广洲. CMIP5 全球气候模式对青藏高原地区气候模拟能力评估. 大气科学, 2014, 38(5): 924-938.

[3] Duan A M, Wu G X, Zhang Q, Liu Y M. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(11): 1396-1400.

[4] 李新周, 刘晓东, 马柱国. 近百年来全球主要干旱区的干旱化特征分析. 干旱区研究, 2004, 21(2): 97-103.

[5] Kang S C, Xu Y W, You Q L, Flügel W A, Pepin N, Yao T D. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau. Environmental Research Letters, 2010, 5(1): 015101.

[6] 孟猛, 倪健, 张治国. 地理生态学的干燥度指数及其应用评述. 植物生态学报, 2004, 28(6): 853-861.

[7] 倪健. 植被-气候分类指标及其应用. 生态学杂志, 1998, 17(2): 33-44.

[8] 王亚平, 黄耀, 张稳. 中国东北三省 1960-2005 年地表干燥度变化趋势. 地球科学进展, 2008, 23(6): 619-627.

[9] Botzan T M, Mariño M A, Necula A I. Modified de martonne aridity index: application to the Napa basin, California. Physical Geography, 1998, 19(1): 55-70.

[10] 黄朝迎. 黑河流域气候变化对生态环境与自然植被影响的诊断分析. 气候与环境研究, 2003, 8(1): 84-90.

[11] 陈建伟, 张煜星. 湿润指数与干操度关系的探讨. 中国沙漠, 1996, 16(1): 79-82.

[12] 慈龙骏, 吴波. 中国荒漠化气候类型划分与潜在发生范围的确定. 中国沙漠, 1997, 17(2): 107-111.

[13] 毛飞, 孙涵, 杨红龙. 干湿气候区划研究进展. 地理科学进展, 2011, 30(1): 17-26.

[14] 韩芳, 刘朋涛, 牛建明, 乌兰巴特尔, 张庆, 张靖. 50a 来内蒙古荒漠草原气候干燥度的空间分布及其演变特征. 干旱区研究, 2013, 30(3): 449-456.

[15] Holdridge L R. Determination of world plant formations from simple climatic data. Science, 1947, 105(2727): 367-368.

[16] Le Houérou H N. Climate change, drought and desertification. Journal of Arid Environments, 1996, 34(2): 133-185.

[17] 倪健, 陈仲新, 董鸣, 陈旭东, 张新时. 中国生物多样性的生态地理区划. 植物学报, 1998, 40(4): 370-382.

[18] Shang Z B, Gao Q, Yang D N. The climate information system of China. Climate Research, 2001, 18(3): 229-247.

[19] 张新时. 研究全球变化的植被——气候分类系统. 第四纪研究, 1993, 13(2): 157-169.

[20] 李轶冰, 杨改河, 王得祥. 江河源区四十多年来干湿变化分析. 西北农林科技大学学报自然科学版, 2006, 34(3): 73-77.

[21] 汪治桂, 王建兵, 王素萍, 王世文. 近 40 年玛曲草地暖干化趋势及影响因子分析. 干旱区资源与环境, 2013, 27(4): 54-58.

[22] Zhang A J, Zheng C M, Wang S, Yao Y Y. Analysis of streamflow variations in the Heihe River Basin, northwest China: trends, abrupt changes, driving factors and ecological influences. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2015, 3: 106-124.

[23] Goovaerts P. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. Journal of Hydrology, 2000, 228(1/2): 113-129.

[24] Shi Y F, Shen Y P, Kang E, Li D L, Ding Y J, Zhang G W, Hu R J. Recent and future climate change in Northwest China. Climatic Change, 2007, 80(3/4): 379-393.

[25] 刘蕊蕊, 陆宝宏, 陈昱潼, 董闯, 阮晓波, 唐文涛. 基于 PDSI 指数的三江源干旱气候特征分析. 人民黄河, 2013, 35(6): 59-62.

[26] Immerzeel W W, van Beek L P H V, Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian water towers. Science, 2010, 328(5984): 1382-1385.

[27] Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. Science, 1999, 284(5423): 2156-2159.

[28] Shi H Y, Li T J, Wei J H, Fu W, Wang G Q. Spatial and temporal characteristics of precipitation over the Three-River Headwaters region during 1961-2014. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2016, 6: 52-65.

[29] Yu W S, Ma Y M, Sun W Z, Wang Y. Climatic significance of $\delta^{18}O$ records from precipitation on the western Tibetan Plateau. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(16): 2732-2741.

[30] 徐维新, 古松, 苏文将, 江莎, 校瑞香, 肖建设, 张娟. 1971—2010 年三江源地区干湿状况变化的空间特征. 干旱区地理, 2012, 35(1): 46-55.

[31] Liang L Q, Li L J, Liu C M, Cuo L. Climate change in the Tibetan plateau three rivers source region: 1960-2009. International Journal of Climatology, 2013, 33(13): 2900-2916.

[32] 易湘生, 李国胜, 尹衍雨. 1961-2010 年三江源地区气温变化与突变分析(英文). 地理学报: 英文版, 2012, 22(3): 451-469.

[33] Tong L G, Xu X L, Fu Y, Li S. Wetland changes and their responses to climate change in the "Three-River Headwaters" region of China since the

1990s. Energies, 2014, 7(4): 2515-2534.
[34] Dai A G, Trenberth K E, Qian T T. A global dataset of palmer drought severity index for 1870-2002: relationship with soil moisture and effects of surface warming. Journal of Hydrometeorology, 2004, 5(6): 1117-1130.
[35] 任国玉, 徐铭志, 初子莹, 郭军, 李庆祥, 刘小宁, 王颖. 近54年中国地面气温变化. 气候与环境研究, 2005, 10(4): 717-727.
[36] 戴加洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990: 23-214.
[37] 李林, 戴升, 申红艳, 李红梅, 肖建设. 长江源区地表水资源对气候变化的响应及趋势预测. 地理学报, 2012, 67(7): 941-950.
[38] Zhang X Q, Ren Y, Yin Z Y, Lin Z Y, Zheng D. Spatial and temporal variation patterns of reference evapotranspiration across the Qinghai-Tibetan Plateau during 1971-2004. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2009, 114(D15): 4427-4433.
[39] 许吟隆, 张颖娴, 林万涛, 徐宾, 肖子牛. "三江源"地区未来气候变化的模拟分析. 气候与环境研究, 2007, 12(5): 667-675.
[40] 李太兵, 王根绪, 胡宏昌, 刘光生, 任东兴, 王一博. 长江源多年冻土区典型小流域水文过程特征研究. 冰川冻土, 2009, 31(1): 86-92.
[41] 杨梅学, 姚檀栋, 何元庆. 青藏高原土壤水热分布特征及冻融过程在季节转换中的作用. 山地学报, 2002, 20(5): 553-558.
[42] 王俊峰, 吴青柏. 气温升高对青藏高原沼泽草甸浅层土壤水热变化的影响. 兰州大学学报(自科版), 2010, 46(1): 33-39.
[43] 刘光生, 王根绪, 胡宏昌, 李太兵, 王俊峰, 任东兴, 黄雅娟. 青藏高原多年冻土区植被盖度变化对活动层水热过程的影响. 冰川冻土, 2009, 31(1): 89-95.
[44] 蔡迪花, 郭铌, 韩涛. 1990-2001年黄河玛曲高寒沼泽湿地遥感动态监测. 冰川冻土, 2007, 29(6): 874-881.
[45] 王根绪, 李元寿, 王一博, 陈玲. 近40年来青藏高原典型高寒湿地系统的动态变化. 地理学报, 2007, 62(5): 481-491.